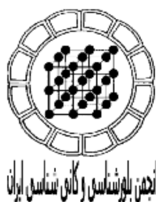
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۵، از صفحهٔ ۶۲۱ تا ۶۳۴



کاربرد شیمی کانی‌ها در بررسی خاستگاه شکل‌گیری سنگ‌های دونیتی مجموعه اولترامافیک آب بید (شرق حاجی آباد، استان هرمزگان)

مهدیه محمدی*، حمید احمدی پور، عباس مرادیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۴/۱۰/۵، نسخه نهایی: ۹۵/۱/۱۶)

چکیده: مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید، واقع در شمال استان هرمزگان، جزئی از آمیزه‌ی رنگین اسفندقه – حاجی آباد بوده و شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت، پیروکسنیت و کرومیت است. دونیت‌ها یا به‌صورت توده‌های بزرگ و پیوسته دیده می‌شوند و یا به شکل دایک‌های دونیتی به درون هارزبورژیت‌ها نفوذ کرده‌اند. شواهد شیمی کانی‌ها نشان دهنده دو خاستگاه متفاوت برای این دونیت‌هاست. دونیت‌های پیوسته همانند پریدوتیت‌های دیرگداز گوشته‌ای هستند، درحالی که دایک‌های دونیتی، از بقایای کانال‌های گوشته‌ای تشکیل شده‌اند که گدازه را به افق‌های بالاتر هدایت کرده‌اند. دایک‌های دونیتی، محصول واکنش گدازه‌ی بونینیتی وابسته به محیط بالای فرورانش با گوشته هارزبورژیتی بوده و از انواع دونیت‌های جانشینی تشکیل شده‌اند، ولی دونیت‌های بزرگ و پیوسته، در اثر ذوب بخشی هارزبورژیت‌ها در محیط بالای فرورانش ایجاد شده و دونیت پسمانده هستند.

واژه‌های کلیدی: *دونیت؛ اسفندقه؛ حاجی آباد؛ هرمزگان؛ کروم اسپینل؛ مجموعه اولترامافیک آب بید.*

مقدمه

در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، دونیت‌ها حجم کمی را به خود اختصاص داده و نسبت به سنگ‌های دیگر پریدوتیتی، درجات سرپانتینیتی شدن بالاتری دارند [۱]. بررسی دونیت‌های کوهزایی از نظر ویژگی‌های شیمیایی و خاستگاه آن‌ها نشان می‌دهد که سه نوع دونیت با خاستگاه مختلف، می‌توانند در مجموعه‌های اولترامافیک دیده شوند [۲]. اول دونیت‌های پسمانده (Residual Dunites) که باقی مانده‌ی گوشته‌ای هستند که ذوب‌بخشی گسترده‌ای را متحمل شده‌اند (۳۰ تا ۴۰ درصد). نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل برای این دونیت‌ها نشان می‌دهد که مقادیر Mg# در آن‌ها بالا (>۹۲٪) بوده و FeO(t) پایینی (<۸٪) دارند. مقادیر بالای فورستریت در الیوین‌های این سنگ‌ها (بیش از ۹۳٫۲-۹۲) و Cr# (>۵۰٪)، همچنین مقدار پایین TiO_2 (wt% <۰٫۲) در اسپینل‌هایشان، فرایند ذوب بخشی را تایید می‌کند. ۲) دونیت های جانشینی (Replacive Dunite): این دونیت‌ها از واکنش گدازه‌ی سیلیکاتی تحت اشباع از سیلیس و پریدوتیت‌های غنی از پیروکسن شکل گرفته‌اند. این دونیت‌ها دارای مقادیر پایین SiO_2 و مقادیر بالای FeO (>۸٪) هستند. الیوین‌های موجود در این دونیت‌ها در مقایسه با دونیت‌های پسمانده، دارای مقادیر پایین‌تر فورستریت (اغلب ۹۲٫۴ – ۹۰٫۴) هستند و در اسپینل‌های آن‌ها، مقدار Cr# کمتر از ۶۵ و درصد وزنی TiO_2 بالاتر از ۰٫۶ است. ۳) دونیت‌های انباشتی (Cumulative Dunite): این دونیت‌ها، کومولاهایی هستند که از ماگماهای مافیک و اولترامافیک به‌وجود آمده‌اند. ترکیب شیمیایی سنگ کل این دونیت‌ها با انواع قبلی همپوشانی دارد.

مقدار فورستریت در الیوین‌های آن‌ها، پایین‌تر است (۹۰٫۹-۸۸٫۵) و در اسپینل‌های این گروه، مقدار Mg# پایین‌تر بوده و مقدار TiO_2 آن‌ها به بیش از ۰٫۸ درصد وزنی می‌رسد.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۴۳۱۳۲۲۲۳۷، نمابر: ۰۳۴۳۱۳۲۲۲۲۲، پست الکترونیکی: m.mohammadi@pnuk.ac.ir

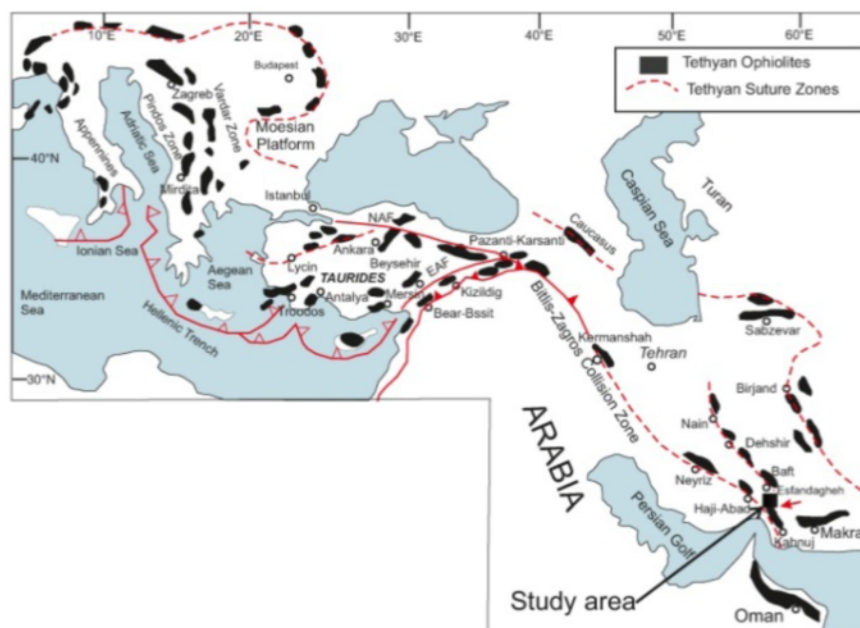
[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]

در مجموعه‌های افیولیتی ایران نیز، انواع دونیت با فراوانی مختلف گزارش شده است. شناسایی و بررسی این سنگ‌ها می‌تواند بخشی از تاریخ شکل‌گیری‌های مجموعه افیولیتی میزبان را روشن سازد، زیرا این سنگ‌ها، به همراه دیگر واحدهای افیولیتی، حوادث گوشته‌ی بالایی و پوسته را به خوبی در خود ثبت کرده و به‌دلیل وجود کانی‌هایی همچون کروم اسپینل، می‌توانند برای یافتن خاستگاه و بررسی شکل‌گیری‌های پتروژنتیکی گوشته‌ی بالایی منطقه و افیولیت میزبان مورد استفاده قرار گیرند. در مجموعه اولترامافیک آب-بید که جزئی از آمیزه‌ی افیولیتی اسفندقه-حاجی آباد، (شمال استان هرمزگان) است، دونیت‌هایی دیده می‌شوند که آثار بافتی و ژئوشیمیایی آن‌ها، نشان از شکل‌گیری‌های گوشته‌ی بالایی و پوسته دارند و این شواهد، تاکنون در منطقه‌ی، مورد بررسی سنگ‌زایی قرار نگرفته‌اند. بی شک بررسی این سنگ‌ها می‌تواند به بازسازی شکل‌گیری‌های زمین‌ساختی و سنگ‌زایی آمیزه افیولیتی منطقه و ماهیت گوشته‌ی بالایی در این بخش از ایران کمک کند. هدف از این مقاله، ارائه‌ی داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و شیمی سنگ کل دونیت‌های موجود در مجموعه اولترامافیک آب بید و استفاده از این شواهد، برای بررسی خاستگاه این سنگ‌ها و شکل‌گیری‌هایی است که آن‌ها پشت سر گذاشته‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه اولترامافیک آب بید، بخشی از آمیزه‌ی افیولیتی ناحیه اسفندقه – حاجی آباد را تشکیل داده و در انتهای جنوب شرقی رواندگی زاگرس و در مجاورت بخش جنوبی منطقه‌ی سنندج – سیرجان قرار گرفته است. افیولیت ملانژ، بخشی از کمربند افیولیتی رواندگی زاگرس را می‌سازد. کمربند افیولیتی رواندگی زاگرس، خود بخش‌های مرکزی کمربند افیولیتی تتیسی با طول بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر را تشکیل می‌دهد که از قبرس تا عمان ادامه دارد و افیولیت‌های آلپی را به هیمالیا وصل می‌کند [۳-۵] (شکل ۱). بنابر رده‌بندی اشتوکلین [۶]، کمربند افیولیتی رواندەی زاگرس به دو گروه بیرونی، شامل افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه– حاجی آباد و نیز گروه درونی شامل افیولیت‌های نائین – دهشیر – بافت تقسیم می‌شوند و منطقه‌ی مورد بررسی در گروه اول جای گرفته است.

واحدهای سنگی موجود در مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید شامل هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت، پیروکسنیت و کرومیت هستند. هارزبورژیت‌ها بیشترین حجم این مجموعه (حدود ۹۰ درصد) را به خود اختصاص داده و سنگ‌های تیره رنگی هستند که لایه‌بندی واضحی نداشته و مرز آن‌ها با دونیت‌ها ناگهانی است. در صحرا، می‌توان بلورهای ارتوپیروکسن را که گاهی قطرشان به یک سانتی‌متر نیز می‌رسد، مشاهده کرد. بلورهای ریز اسپینل نیز به‌طور پراکنده در آن‌ها دیده می‌شوند.

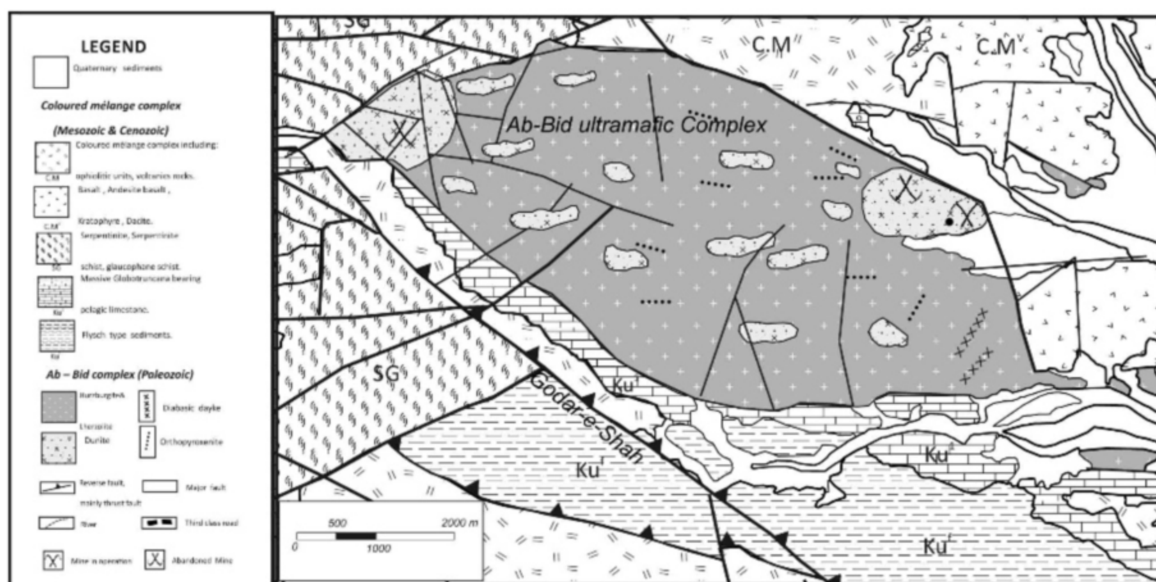


شکل ۱ بخشی از کمربند کوهزایی آلپ – هیمالیا (افیولیت‌های تتیس) به همراه با موقعیت افیولیت‌های ایران و منطقه‌ی مورد بررسی [۷].

دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید، پس از هارزبورژیت‌ها، بیشترین گسترش را دارند (حدود ۷ درصد) و به‌طور نامنظم، درون هارزبورژیت‌ها قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها به دو شکل دیده می‌شود، یکی به‌صورت توده‌های بزرگ و پیوسته (شکل ۳ الف) که قطرشان به یک کیلومتر می‌رسد و دیگری به‌صورت دایک-های دونیتی (شکل ۳ ب). پراکندگی و حجم گروه اول زیادتر بوده و بیشتر در بخش‌های شمال غربی و شرق مجموعه، رخنمون دارند (شکل ۲). درون این دونیت‌ها تمرکز کرومیت، نسبت به دایک‌های دونیتی بیشتر بوده و گاهی بلورهای ریز و سیاه کروم اسپینل در آن‌ها به صف شده و در توده‌های بزرگتر (مانند بخش شمال غرب)، به صورت لایه‌ای، پراکنده (افشان) و یا توده‌ای درآمده و ذخایر کرومیتیتی منطقه را ساخته‌اند (شکل ۲). دایک‌های دونیتی در نقاط مختلف مجموعه و در ابعاد متفاوت، به درون هارزبورژیت‌ها نفوذ کرده‌اند. ضخامت این دایک‌ها از ۱۰ سانتی‌متر تا ۱۰ متر متغیر است و بیشتر آنها روند شرقی- غربی با شیب حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال نشان می‌دهند. در بعضی از دایک‌های دونیتی، بلورهای کرومیت به صورت ردیف‌های منظم قرار گرفته و کشیدگی نشان نمی‌دهند. دونیت‌ها در سطح تازه شکسته به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند، اما رنگ سطح هوازده‌ی این سنگ‌ها، زرد نخودی و قهوه‌ای روشن است.

سنگ‌نگاری

هارزبورژیت‌های مجموعه آب بید، بافت دانه‌ای و پورفیروکلاستیک نشان می‌دهند و شامل ۶۰-۷۰ درصد حجمی الیوین، ۳۰-۴۰ درصد ارتوپیروکسن، ۱ تا ۲ درصد اسپینل و کمتر از یک درصد کلینوپیروکسن هستند. بافت‌های حاصل از تغییر شکل‌های دما و فشار بالا همچون کشیدگی الیوین‌ها، پیروکسن‌ها و اسپینل‌ها، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به گوشته‌ی بالایی وابسته‌اند. همچنین وجود شواهدی مانند تبلور مجدد در الیوین‌ها، وجود تیغه‌های جدایشی در پیروکسن‌ها و بافت‌های دانه‌ای نشان می‌دهد که سنگ‌های یاد شده، در پوسته و در شرایط دما و فشار پوسته‌ای نیز به تعادل دوباره رسیده‌اند. دونیت‌های مجموعه آب-بید، علیرغم اینکه در صحرا به دو شکل دیده می‌شوند، ویژگی‌های سنگ‌نگاری کم و بیش مشابهی دارند. الیوین کانی اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ-هاست و کروم اسپینل، تنها کانی فرعی (با فراوانی ۱ تا ۳ درصد) در آن‌هاست. الیوین در دونیت‌های پیوسته شمال غربی و شرق مجموعه‌ی آب بید، به دو شکل دیده می‌شود، یکی بلورهای درشت که با قطر حداکثر ۴ میلی متر، به صورت دانه-های بی شکل و در هم فرورفته درآمده و در اکثر موارد، به شدت سرپانتینی شده‌اند. آرایش این بلورهای الیوین، باعث ایجاد بافت دانه‌دار در دونیت‌ها شده است. کانی مورد نظر، شواهد تبلور مجدد و مهاجرت مرز دانه را به خوبی نشان داده و مرز آن‌ها نامنظم و منحنی است (شکل ۳ ت)، خاموشی موجی نشان می‌دهند، ماکل مکانیکی در آنها به خوبی گسترش یافته و عملکرد دگرشکلی دمای بالا را روی آنها نشان می‌دهد.



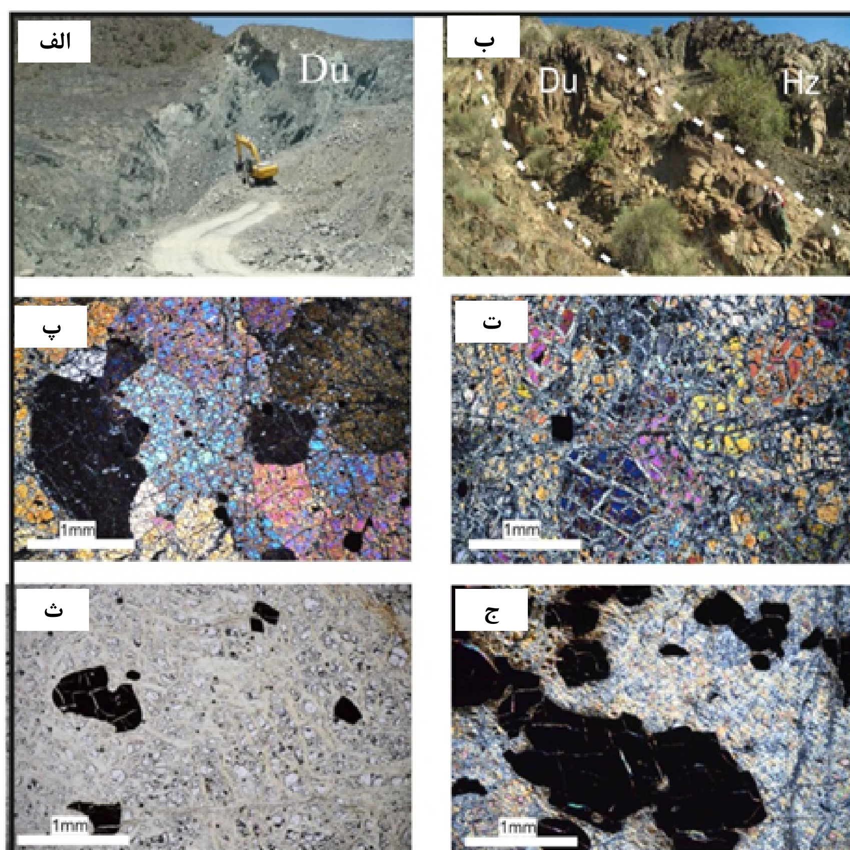
شکل ۲ نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، اقتباس از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ برگه دولت آباد با اندکی تغییر [۸].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]

شکل دوم الیوین‌ها، بلورهایی هستند که مرزهای مستقیم دارند و به صورت موزاییکی در کنار یک دیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۳ پ). این بلورها ریزترند (با قطر حداکثر ۱ میلیمتر) و هیچ‌گونه شاهدی دال بر تغییر شکل‌های دما و فشار بالا را نشان نمی‌دهند و به نظر می‌رسد که در اثر تبلور دوباره الیوین‌های اول در شرایط پوسته‌ای، به وجود آمده‌اند. در دایک‌های دونیتی، فقط یک شکل از بلورهای الیوین دیده می‌شود که ریزدانه بوده (حداکثر قطر آنها ۰/۱ میلی‌متر) و به‌صورت موزائیکی با مرزهای صاف و مستقیم کنار یکدیگر قرار گرفته و به سنگ، بافتی دانه‌دارند. تنها کانی فرعی موجود در دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید، کروم اسپینل سیاه رنگ است که به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده شده و در میان بلورهای الیوین و یا در مرز آنها قرار گرفته است (شکل ۳ ث) و مقدارش در دایک‌های دونیتی حداکثر به ۲ درصد می‌رسد ولی در دونیت‌های پیوسته و بزرگ، ممکن است تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل دهد. اندازه‌ی این کانی از ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر متغیر است و گاهی درون آن، انباشتی از الیوین و سرپانتین دیده می‌شود. در بعضی از دونیت‌های کرومیت‌دار، بلورهای کروم اسپینل، بدون اینکه دگرشکلی روشنی نشان دهند به صف شده و گاهی یک لایه‌بندی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳ ج).

روش پژوهش

پس از بررسی‌های دقیق میدانی وکتابخانه‌ای، نمونه‌برداری هدفمند از نمونه‌های دونیتی مجموعه الترامافیک آب بید به عمل آمد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، نخست برای مشخص شدن ترکیب شیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی، فرعی، خاکی نادر (REE)، ۶ نمونه‌ی سنگی دونیت با کمترین دگرسانی انتخاب و به آزمایشگاه Actlabs کانادا ارسال شدند تا به روش تجزیه‌ای کد 4B2 – std options A 1 g مورد بررسی قرار گیرند.



شکل ۳ الف) دونیت‌های پیوسته و بزرگ موجود در شمال غرب و شرق مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید. ب) نمایی از دایک دونیتی موجود در مجموعه. پ) الیوین‌های با مرزهای مستقیم موجود در دونیت. ت) آثار دگرشکلی از جمله خاموشی موجی و ماکل‌های مکانیکی در الیوین‌های موجود در دونیت‌ها. ث) کروم اسپینل‌های شکل‌دار تا نیمه شکلدار پراکنده در دونیت‌ها. ج) به صف شدگی جزئی در کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌های کرومیت‌دار.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]

این نمونه‌ها و استانداردها به روش Thermo ICAP 6500 ICP تجزیه شدند. غلظت عناصر فرعی و خاکی نادر (REE) به روش ICP MS و با کد 4lithores research تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. تجزیه‌های ریزپردازشی الکترونی در دانشگاه بریتیش کلمبیا، کانادا، در گروه زمین، اقیانوس و علوم جوی با استفاده از یک Cameca SX50 الکترونی روبشی ریزپردازشی انجام گرفت. کلیه تجزیه‌های ریزپردازشی در شرایط عملیاتی با ولتاژ 15 kV، شدت پرتو 20 nA، زمان جریان حداکثر 10s، قطر نقطه.µm 5 مورد سنجش قرار گرفته‌اند.

بحث و برداشت

از آنجاکه سنگ‌های اولترامافیک، عموماً سرپانتینی شده‌اند، در متون وابسته به منشا این سنگ‌ها، بیشتر از ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده می‌شود و نمودارهای تشخیص محیط زمین-ساختی مربوط به این سنگ‌ها نیز براساس ترکیب کانی‌ها ساخته شده‌اند. به ویژه این که، اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها در برابر دگرسانی مقاومند و به‌عنوان نشانگرهای سنگ‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرند. پس از تجزیه‌های شیمی کانی دونیت‌های مجموعه اولترامافیک آب بید، مشخص شد دونیت‌های توده‌ای و پیوسته موجود در قسمت شمال غربی و شرق مجموعه، از نظر ترکیب شیمیایی با دونیت‌هایی که به صورت دایک در مجموعه نفوذ کرده‌اند، تفاوت دارند.

شیمی کانی‌ها

الیوین: ترکیب شیمیایی الیوین‌های موجود در دونیت‌های توده‌ای و پیوسته‌ی شمال غرب و شرق مجموعه اولترامافیک آب بید، در جدول۱ نشان داده شده است. مقدار فورستریت در این کانی از ۹۳/۵۸ تا ۹۴/۲۴ تغییر می‌کند. در الیوین‌ها مقادیر NiO، TiO_2 و MgO ، به ترتیب از ۰/۰۰۹-۰/۴۷، ۰/۰۱-۰/۲۲ و ۵۴/۰۷-۵۲/۷۱ درصد وزنی تغییر می‌کنند. میزان $Mg\#(Mg / (Mg^{+2} + Fe^{2+}))*100)$ در این کانی بین ۹۳/۸۶- ۹۴/۳۵ متغیر است.

ترکیب این کانی در دایک‌های دونیتی مجموعه‌ی آب بید (جدول ۲) متفاوت بوده و فورستریت آن‌ها از ۹۰/۵۶ تا ۹۳/۸۳، NiO در آن‌ها از ۰/۲ تا ۰/۴۶، MgO از ۴۹/۵۹ تا ۵۰/۹۴ و Mg# از ۹۰/۵۶ تا ۹۳/۸۳ تغییر می‌کند.

جدول ۱ بررسی الیوین‌های موجود در دونیت‌های برزگ و پیوسته بخش شمال غربی و شرق مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید.

sample	M30-OL-l	M30-OL-2	M30-OL-3	M30-OL-4	M30-OL-5	M30-OL-6	M30-OL-7m	M30-OL-7c	M30-OL-8	M30-OL-9	M30-OL-10	M30-OL-11	M30-OL-12
Phase	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
Rock type	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite
SiO_2	۴۰/۶۷	۴۰/۵۴	۴۰/۴۱	۴۰/۷۱	۴۰/۷۰	۴۰/۷۴	۴۱/۲۷	۴۰/۷۹	۴۱/۰۳	۴۰/۷۰	۴۰/۳۹	۴۰/۲۷	۴۰/۷۲
TiO_2	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۳	۰	۰	۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲
Al_2O_3	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰
Cr_2O_3	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۳
FeO	۸/۴۵	۸/۸۵	۸/۹۲	۸/۶۷	۸/۶۴	۸/۵۹	۸/۵۷	۸/۷۱	۸/۶۶	۸/۶۹	۸/۷۵	۸/۶۸	۸/۹۱
MnO	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳
MgO	۵۰/۱۰	۴۹/۵۷	۵۰/۴۵	۴۹/۵۹	۵۰/۴۹	۵۰/۱۶	۴۹/۹۳	۵۰/۲۶	۵۰/۴۷	۴۹/۹۰	۵۰/۲۶	۵۰/۳۵	۵۰/۰۵
CaO	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۳
NiO	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۴۶	۰/۴۰	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۴۱
Na_2O	۰/۰۳	۰/۰۳	۰	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۰/۰۷	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۳	۰/۰۸
Total	۹۹/۴۱	۹۹/۱۵	۱۰۰/۱۲	۹۹/۱۷	۱۰۰/۱۲	۹۹/۷۶	۹۹/۹۲	۱۰۰/۳	۱۰۰/۳۵	۹۹/۴۹	۹۹/۷۷	۹۹/۶۴	۹۹/۹۶
Si	1	1	۰/۹۸	۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۱	۰/۹۹	۱	۱	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۹
Fe_3	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱
Fe_2	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۷
Mg	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۸۳	۱/۸۲
tot. cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۱
Mg1#	۹۱/۷۱	۹۱/۱۵	۹۲/۴۴	۹۱/۰۷	۹۲/۱۳	۹۱/۶۸	۹۱/۲۱	۹۱/۶۸	۹۱/۶۰	۹۱/۳۷	۹۲/۳۲	۹۲/۶۴	۹۱/۴۶
Fo	۹۱/۷۱	۹۱/۱۵	۹۲/۴۴	۹۱/۰۷	۹۲/۱۳	۹۱/۶۸	۹۱/۲۱	۹۱/۶۸	۹۱/۶۰	۹۱/۳۷	۹۲/۳۲	۹۲/۶۴	۹۱/۴۶
Fa	۸/۲۹	۸/۸۵	۷/۵۶	۸/۹۳	۷/۸۷	۸/۳۲	۸/۷۹	۸/۳۲	۸/۴۰	۸/۶۳	۷/۶۸	۷/۳۶	۸/۵۴

Standards: SiO_2(diopside), TiO_2(rutile,Astimex, synthetic),Al_2O_3(disthen,MAC),Cr_2O_3(chromium Oxide, Astimex, synthetic), FeO(fayalite. USNM,Rockport), MnO(rhodonite, Astimex.Franklin, USA),MgO(Olivine,USNM, San Carlos), CaO(diopside), NiO(NiO,synthetic), Na_2O(jadeite), K_2O(K-Felspar). Opxite=Orthopyroxenite. Fe^{3+} and Fe^{2+} are calculate from stoichiometry. Fo=100Mg/(Mg+$Fe^{2+)}$.Fa

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]

جدول ۲ بخشی از آنالیزهای الیوین موجود در دایک‌های دونیتی موجود در مجموعه‌ی آب بید.

Sample	M30-OL-l	M30-OL-2	M30-OL-3	M30-OL-4	M30-OL-5	M30-OL-6	M30-OL-7m	M30-OL-7c	M30-OL-8	M30-OL-9	M30-OL-10	M30-OL-11	M30-OL-12
Phase	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
Rock type	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite
SiO_2	۴۰٫۶۷	۴۰٫۵۴	۴۰٫۴۱	۴۰٫۷۱	۴۰٫۷۰	۴۰٫۷۴	۴۱٫۲۷	۴۰٫۷۹	۴۱٫۰۳	۴۰٫۷۰	۴۰٫۳۹	۴۰٫۲۷	۴۰٫۷۲
TiO_2	۰٫۰۲	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۲
Al_2O_3	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۳
FeO	۸٫۴۵	۸٫۸۵	۸٫۹۲	۸٫۶۷	۸٫۶۴	۸٫۵۹	۸٫۵۷	۸٫۷۱	۸٫۶۶	۸٫۶۹	۸٫۷۵	۸٫۶۸	۸٫۹۱
MnO	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۳
MgO	۵۰٫۱۰	۴۹٫۵۷	۵۰٫۴۵	۵۹٫۴۹	۵۹٫۴۹	۵۰٫۱۶	۴۹٫۹۳	۵۰٫۲۶	۵۰٫۴۷	۴۹٫۹۰	۵۰٫۲۶	۵۰٫۳۵	۵۰٫۰۵
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳
NiO	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۳۴	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۴۶	۰٫۴۰	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۴۱
Na_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۷	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۸
Total	۹۹٫۴۱	۹۹٫۱۵	۱۰۰٫۱۲	۹۹٫۱۷	۱۰۰٫۱۲	۹۹٫۷۶	۹۹٫۹۲	۱۰۰٫۰۳	۱۰۰٫۳۵	۹۹٫۴۹	۹۹٫۷۷	۹۹٫۶۴	۹۹٫۹۶
Si	۱	۱	۰٫۹۸	۱	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۱	۰٫۹۹	۱	۱	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۹۹
Fe_3	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Fe_2	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۷
Mg	۱٫۸۳	۱٫۸۲	۱٫۸۳	۱٫۸۲	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۲	۱٫۸۲	۱٫۸۳	۱٫۸۲	۱٫۸۳	۱٫۸۳	۱٫۸۳
tot. cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۱
Mg1#	۹۱٫۷۱	۹۱٫۱۵	۹۲٫۴۴	۹۱٫۰۷	۹۲٫۱۳	۹۱٫۶۸	۹۱٫۲۱	۹۱٫۶۸	۹۱٫۶۰	۹۱٫۳۷	۹۲٫۳۲	۹۲٫۴۶	۹۱٫۴۶
Fo	۹۱٫۷۱	۹۱٫۱۵	۹۲٫۴۴	۹۱٫۰۷	۹۲٫۱۳	۹۱٫۶۸	۹۱٫۲۱	۹۱٫۶۸	۹۱٫۶۰	۹۱٫۳۷	۹۲٫۳۲	۹۲٫۶۴	۹۱٫۴۶
Fa	۸٫۲۹	۸٫۸۵	۷٫۵۶	۸٫۹۳	۷٫۸۷	۸٫۳۲	۸٫۷۹	۸٫۳۲	۸٫۴۰	۸٫۶۳	۷٫۶۸	۷٫۳۶	۸٫۵۴

اسپینل: اسپینل از نظر تغییرات مهم‌ترین کانی ترکیبی در سنگ‌های اولترامافیک بوده و ترکیب آن می‌تواند به‌عنوان نمادی در فهم فرایندهای موثر بر سنگ استفاده شود [۹]. ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار متبلور شده در محیط‌های مختلف با یکدیگر متفاوت است و محیط تبلور نیز مهم‌ترین عامل موثر در ترکیب این کانی‌هاست، البته، ترکیب این کانی تحت تاثیر دگرسانی و دگرگونی دستخوش تغییر می‌شود، ولی این تغییرات جزئی است [۹]. با توجه به اینکه بخش‌های میانی اسپینل‌ها، تنها در دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، تحت تاثیر تغییر شیمیایی قرار می‌گیرند، ترکیب این بخش‌ها در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، ویژگی‌های خاستگاه آذرین را به نمایش می‌گذارد [۹]. تبلور اسپینل کروم‌دار در محیط ماگمایی همزمان با الیوین صورت می‌گیرد و ویژگی مهم ترکیبی آن، ضریب توزیع پذیری بالای عناصری چون Fe، Mg و Al بین ماگما و اسپینل است [۱۰] که می‌تواند نشانگر مفیدی برای ترکیب مایع اولیه باشد. ترکیب اسپینل‌های موجود در دو گروه دونیت‌های مجموعه آب بید در جدول‌های ۳ و ۴ نمایش داده شده است. اسپینل‌های گروه اول (دونیت-های پیوسته‌ی شمال غربی و شرق مجموعه آب بید) دارای ۴۹٫۸۳-۴۷٫۲۴ درصد وزنی Cr_2O_3، ۱۸٫۵۷-۱۳٫۵۰ درصد وزنی Al_2O_3 بوده و مقدار Cr# در آن‌ها برابر با ۷۱٫۴-۶۳٫۰۵ و Mg# برابر با ۵۵٫۹۱-۴۳٫۵۶ است. اسپینل‌های گروه دوم (دایک‌های دونیتی) ترکیب متفاوتی دارند، به‌طوری که طیف Al_2O_3 در آن‌ها ۲۳٫۴۹-۲۰٫۹۰، مقدار Cr_2O_3 ۴۴٫۱۵-۴۰٫۶۵ درصد وزنی، مقدار Cr#، ۵۳٫۷۶ تا ۵۷٫۸۶ و طیف مقادیر Mg# در آن‌ها ۴۵٫۶۲ تا ۵۱٫۷۹ است. ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار موجود در دو نوع دونیت مورد بررسی در مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید، در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 در شکل۴ نشان داده شده است. هرچند که این اسپینل‌ها در دو گروه مجزا قرار دارند، ولی همه آنها در گستره‌ی آرایه‌ی گوشته‌ای قرار می‌گیرند.

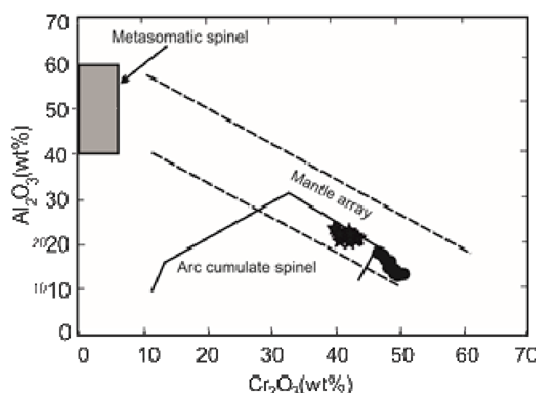
جدول ۳ آنالیز اسپینل‌های موجود در دونیت‌های پیوسته بخش شمال غربی و شرق مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید.

sample	M30-1m	M30-1c	M30-2m	M30-2c	M30-3m	M30-3c	M30-4m	M30-4c	M30-5	M30-6	M30-7m	M30-7c
	margin	core	margin	core	margin	core	margin	core			margin	core
phase	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
Rock type	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite
TiO_2	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۳
Al_2O_3	۲۱/۱۳	۲۱/۹۷	۲۲/۴۴	۲۲/۰۹	۲۱/۵۶	۲۲/۲۹	۲۲/۳۴	۲۲/۵۴	۲۳/۴۵	۲۲/۳۷	۲۲/۳۹	۲۲/۷۸
Cr_2O_3	۴۱/۲۰	۴۲/۴۶	۴۲/۸۱	۴۳/۴۴	۴۴/۰۳	۴۳/۵۲	۴۳/۷۳	۴۲/۹۴	۴۰/۶۵	۴۱/۳۶	۴۲/۴۰	۴۲/۸۱
FeO	۲۶/۲۱	۲۳/۸۲	۲۲/۴۲	۲۱/۷۷	۲۲/۸۴	۲۲/۱۴	۲۲/۴۰	۲۱/۹۳	۲۴/۵۸	۲۴/۵۹	۲۲/۸۶	۲۲/۷۶
MnO	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۳
MgO	۹/۵۹	۱۰/۲۱	۱۰/۹۷	۱۱/۰۵	۱۰/۶۳	۱۱	۱۰/۸۰	۱۱/۰۴	۱۰/۸۵	۱۰/۳۱	۱۰/۵۹	۱۰/۸۹
CaO	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰
NiO	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۹
Total	۹۸/۶۸	۹۹	۹۹/۰۶	۹۸/۷۹	۹۹/۴۸	۹۹/۳۳	۹۹/۶۳	۹۸/۷۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۰۷	۹۸/۶۷	۹۹/۶۱
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۰	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۴
Cr	۱/۰۴	۱/۰۶	۱/۰۶	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۰۷	۱	۱/۰۳	۱/۰۶	۱/۰۵
Fe^3	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۰
Fe^2	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰
Mg	۰/۴	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۱
tot. cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۱
Mg1#	۴۵/۶۲	۴۸/۰۵	۵۱/۲۹	۵۱/۷۹	۴۹/۷۱	۵۱/۲۲	۵۰/۲۸	۵۱/۶۰	۴۹/۹۲	۴۸/۳۳	۴۹/۷۵	۵۰/۵۲
Cr#	۵۶/۶۷	۵۶/۴۶	۵۶/۱۴	۵۶/۸۸	۵۷/۸۱	۵۶/۷۰	۵۶/۷۶	۵۶/۱۰	۵۳/۷۶	۵۵/۳۶	۵۵/۹۶	۵۵/۷۷

جدول ۴ بخشی از آنالیزهای اسپینل‌های موجود در دایک‌های دونیتی موجود در مجموعه‌ی آب بید.

sample	M30-1m	M30-1c	M30-2m	M30-2c	M30-3m	M30-3c	M30-4m	M30-4c	M30-5	M30-6	M30-7m	M30-7c
	margin	core	margin	core	margin	core	margin	core			margin	core
phase	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
Rock type	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite	Dunite
TiO_2	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۳
$A_{l2}O_3$	۲۱/۱۳	۲۱/۹۷	۲۲/۴۴	۲۲/۰۹	۲۱/۵۶	۲۲/۲۹	۲۲/۳۴	۲۲/۵۴	۲۳/۴۵	۲۳/۳۷	۲۲/۳۹	۲۲/۷۸
Cr_2O_3	۴۱/۲۰	۴۲/۴۶	۴۲/۸۱	۴۳/۴۴	۴۴/۰۳	۴۳/۵۲	۴۳/۷۳	۴۲/۹۴	۴۰/۶۵	۴۱/۳۶	۴۲/۴۰	۴۲/۸۱
FeO	۲۶/۲۱	۲۳/۸۲	۲۲/۴۲	۲۱/۷۷	۲۲/۸۴	۲۱/۱۴	۲۲/۴۰	۲۱/۹۳	۲۴/۵۸	۲۴/۵۹	۲۲/۸۶	۲۲/۷۶
MnO	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۳
MgO	۹/۵۹	۱۰/۲۱	۱۰/۹۷	۱۱/۰۵	۱۰/۶۳	۱۱	۱۰/۸۰	۱۱/۰۴	۱۰/۸۵	۱۰/۳۱	۱۰/۵۹	۱۰/۸۹
CaO	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰
NiO	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۹
Total	۹۸/۶۸	۹۹	۹۹/۰۶	۹۸/۷۹	۹۹/۴۸	۹۹/۳۳	۹۹/۶۳	۹۸/۷۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۰۷	۹۸/۶۷	۹۹/۶۱
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۰	۰/۸۲	۰/۸۲/	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۴
Cr	۱/۰۴	۱/۰۶	۱/۰۶	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۰۷	۱	۱/۰۳	۱/۰۶	۱/۰۵
Fe^3	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۰
Fe^2	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰
Mg	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۵۲	/۵۰	/۵۱	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۱
tot. cat.	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Mg#	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۵۱
Mg1#	۴۵/۶۲	۴۸/۰۵	۵۱/۲۹	۵۱/۷۹	۴۹/۷۱	۵۱/۲۲	۵۰/۲۸	۵۱/۶۰	۴۹/۹۲	۴۸/۳۳	۴۹/۷۵	۵۰/۵۲
Cr#	۵۶/۶۷	۵۶/۴۶	۵۶/۱۴	۵۶/۸۸	۵۷/۸۱	۵۶/۷۰	۵۶/۷۶	۵۶/۱۰	۵۳/۷۶	۵۵/۳۶	۵۵/۹۶	۵۵/۷۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]



شکل ۴ تغییرات Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 در کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید [۱۱]. دایره‌های توپر برای اسپینل‌های موجود در دونیت‌های پیوسته و بزرگ شمال غرب و شرق منطقه و ستاره برای اسپینل‌های دایک‌های دونیتی.

شیمی سنگ کل

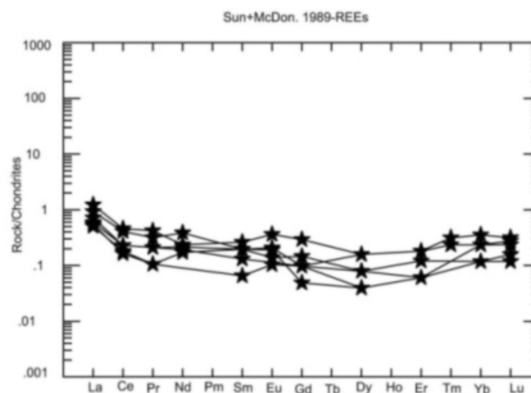
نتایج تجزیه سنگ کل دونیت‌های موجود در مجموعه اولترامافیک آب بید در جدول ۵ نشان داده شده است. در این سنگ‌ها مقدار Al_2O_3 بین ۰٫۲-۰٫۷۴ و MgO بین ۴۲٫۳۹-۴۶٫۳۱ درصد وزنی، در تغییر است. میزان Ni در این سنگ‌ها ۲۳۸۰ppm -۲۹۰۰ و Cr ۶۷۰ppm-۶۶۸۰ است.

نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ بین ۳٫۵ تا ۸٫۵ در نوسان است. الگوی پراکندگی REE (بهنجار شده به کندریت) برای دونیت‌ها تقریباً زیر خط یک (۱) قرار گرفته (شکل ۵) و نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد نظر از عناصر خاکی نادر تهی شده‌اند. این تهی‌شدگی می‌تواند به‌دلیل ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه صورت گرفته باشد.

جدول ۵ آنالیز سنگ کل نمونه‌های دونیتی موجود در مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید.

sample (Dunite)	B26 Du	D9 Du	E36 Du	M30 Du	Z3 Du	9 Du
SiO_2	۳۷٫۴۵	۳۶٫۸۶	۳۴٫۹	۳۵٫۶۲	۳۵٫۸۵	۳۷٫۳۲
Al_2O_3	۰٫۳	۰٫۲۵	۰٫۷۴	۰٫۳۱	۰٫۳۸	۰٫۳۱
Fe_2O_3(T)	۹	۹٫۶۷	۸٫۳۱	۸٫۹۵	۷٫۹۶	۶٫۵۵
MnO	۰٫۱۱۷	۰٫۱۲۵	۰٫۱۱۱	۰٫۱۱۸	۰٫۱۰۵	۰٫۰۸۳
MgO	۴۵٫۳۳	۴۴٫۰۴	۴۲٫۳۹	۴۳٫۵۹	۴۲٫۶۸	۴۶٫۳۱
CaO	۰٫۰۳	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۴۲	۰٫۱۱
Na_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
TiO_2	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶
LOI	۶٫۲۷	۷٫۳۹	۱۱٫۲۴	۹٫۵۳	۱۱٫۳۱	۸٫۱۳
Total	۹۸٫۵۶	۹۸٫۶۱	۹۷٫۸۸	۹۸٫۳۱	۹۸٫۷۸	۹۸٫۸۹
Sc	۳	۴	۳	۳	۴	۲
V	۱۵	۹	۲۴	۱۰	۱۲	۶
Cr	۳۴۳۰	۶۷۰	۶۶۸۰	۲۷۹۰	۲۷۰۰	۲۷۱۰
Co	۱۲۱	۱۲۶	۱۱۸	۱۱۹	۱۱۰	۸۹
Ni	۲۷۵۰	۲۶۹۰	۲۵۷۰	۲۴۴۰	۲۳۸۰	۲۹۰۰
Zn	۵۰	۶۰	۶۰	۵۰	۶۰	<۳۰
Ga	۱	۱	۲	۱	۱	<۱
Ge	۰٫۸	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	<۰٫۵
Zr	۲	۱	۱	۱	۱	۲
Sb	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴
La	۰٫۱۲	۰٫۲۹	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۲۲	۰٫۱۷
Ce	۰٫۱۱	۰٫۲۸	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۲۵	۰٫۱۴
Pr	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Nd	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱	<۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۰۹
Sm	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Eu	۰٫۰۰۸	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۵
Gd	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Dy	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲
Er	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Yb	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲
Lu	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳
Ta	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Mg#	۹۱٫۰۵	۹۰٫۳۷	۹۰٫۱۵	۹۰٫۸	۹۱٫۱۳	۹۰٫۳۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]



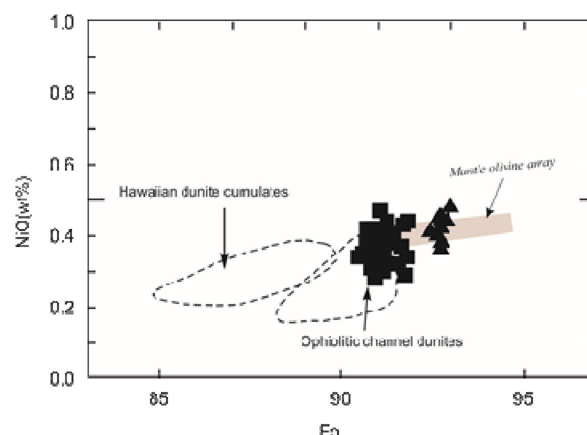
شکل ۵ تغییرات عناصر REE در دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید. نورمالیز شده در برابر کندریت [۱۲].

طرح عناصر خاکی نادر در شکل ۵ یک تحدب روبه پایین را نشان می‌دهد که می‌تواند نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی بعدی این سنگ‌های تهی شده باشد. اگر تنها یک مرحله‌ی ذوب‌بخشی روی سنگ خاستگاه اثر می‌گذاشت مقادیر LREE می‌بایستی کمتر از HREE می‌بود و طرح REE در این سنگ‌ها شیب مثبتی داشت، ولی همانطور که در شکل ۵ دیده می‌شود نمودار شکلی شبیه V شکل دارد. این طرح نشان می‌دهد که سنگ، نخست از REE تهی شده و سپس، به دلیل فرایندهای متاسوماتیکی، LREE در آن غنی شدگی یافته است.

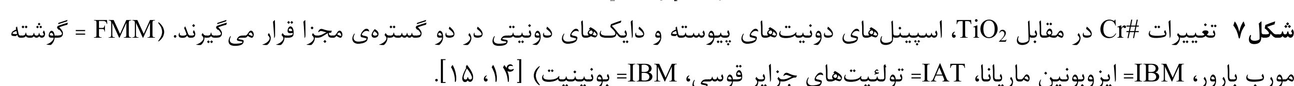
بحث

برای بررسی خاستگاه دونیت‌های موجود در مجموعه، ترکیب شیمیایی الیوین‌ها و اسپینل‌های موجود در آن‌ها در نمودارهای مختلف رسم شده‌اند. در نمودار Fo در برابر NiO (شکل ۶)، الیوین‌های موجود در دایک‌های دونیتی در گستره‌ی دونیت-های کانالی افیولیتی و یا به عبارتی همان دایک‌های دونیتی قرار می‌گیرند. به علاوه، هر دو نوع دونیت مجموعه‌ی آب بید، در خارج از گستره‌ی دونیت‌های کومولایی قرار دارند که این خود نیز تاییدی بر عدم ماهیت کومولایی این سنگ‌هاست. در این نمودار (شکل ۶)، دونیت‌های پیوسته موجود در بخش شمال غربی مجموعه، بیشتر در گستره‌ی الیوین‌های آرایه‌ی گوشته‌ای قرار گرفته‌اند.

با استفاده از مقادیر TiO_2 و #Cr در اسپینل‌های موجود در دایک‌های دونیتی موجود در مجموعه‌ی آب بید، نیز ماهیت واکنشی این سنگ‌ها را می‌توان دید. با توجه به نمودار شکل۷، دونیت‌های موجود در این مجموعه در دو گستره‌ی مجزا قرار می‌گیرند. بنابراین شکل، دونیت‌های پیوسته بخش شمال غربی، می‌توانند محصول ذوب‌بخشی هارزبورژیت‌ها باشند، اما دایک‌های دونیتی، احتمالاً در نتیجه‌ی واکنش گدازه‌های بونینیتی خاصی که در مناطق بالای فرورانش به وجود می‌آیند، با گوشته هارزبورژیتی ایجاد شده‌اند.



شکل ۶ تغییرات Fo در برابر NiO در الیوین‌های موجود در دونیت‌ها [۱۳]. علامت مربع برای الیوین‌های موجود در دایک‌های دونیتی و مثلث برای الیوین‌های موجود در دونیت‌های پیوسته و بزرگ شمال غرب و شرق منطقه .



شکل۷ تغییرات #Cr در مقابل TiO_2، اسپینل‌های دونیت‌های پیوسته و دایک‌های دونیتی در دو گستره‌ی مجزا قرار می‌گیرند. (FMM = گوشته مورب بارور، IBM= ایزوبونین ماریانا، IAT= تولئیت‌های جزایر قوسی، IBM= بونینیت) [۱۴، ۱۵].

الگوی عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها و شواهد دگرنهادی گوشته‌ای نیز شاهدی بر وجود گدازه‌های بونینیتی و واکنش احتمالی آنها با پریدوتیت‌هاست. همخوانی ترکیب الیوین‌ها و اسپینل‌های این سنگ‌ها روی شکل ۸، نشان می‌دهد که دونیت‌های پیوسته بخش شمال غربی مجموعه، در اثر ذوب بخشی ایجاد شده‌اند، اما دایک‌های دونیتی در محدوده‌ی پریدوتیت‌های منطقه‌ی بالای فرورانش و الیوین‌ها و اسپینل-های آرایه گوشته‌ای (Olivine-Spinel mantle array (OSMA)) قرار می‌گیرند. بررسی‌های دیگری که در منطقه‌ی حاجی‌آباد انجام شده [۳] نیز احتمال وجود یک منطقه‌ی بالای فرورانش را در این ناحیه نشان می‌دهد. بنابراین ممکن است در این محیط، ماگماهایی با ترکیب بونینیتی نیز تشکیل شوند.

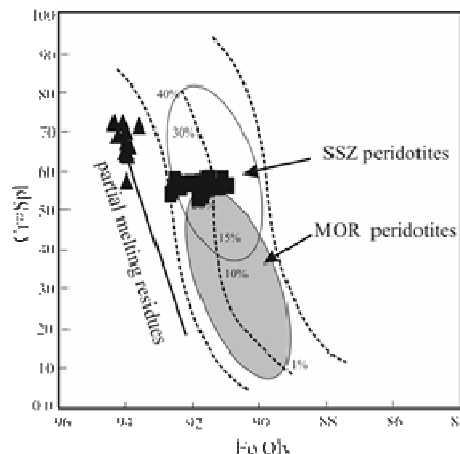
برای شناسایی نوع دونیت‌های مجموعه اولترامافیک آب بید، این دونیت‌ها با نمونه‌های جهانی مقایسه شدند. بر اساس نمودارهای شکل ۹، الیوین‌های موجود در در دونیت‌های جانشینی (replacive) عموماً دارای مقدار فورستریت بین ۹۲٫۴-۹۰٫۴ بوده و این مقدار درتعداد بسیار کمی از آن‌ها ممکن است تا ۸۷ برسد. تعداد زیادی از نمونه‌های دایک‌های دونیتی واقع در مجموعه‌ی آب بید، در این گستره‌ی (۹۲-۹۰) قرار می‌گیرند. میزان فورستریت در الیوین‌های موجود در دونیت‌های پسمانده (residual) بین ۹۲- ۹۴ است و دونیت-های پیوسته بخش شمال غربی و شرق مجموعه‌ی آب بید در این طیف قرار گرفته‌اند. دونیت‌های کومولایی، کمترین میزان فورستریت را داشته و طیف ترکیبی فورستریت در آنها بیشتر بین۹۰-۸۸ است. دونیت‌های آب بید به ندرت در این طیف قرار می‌گیرند.

علاوه بر تغییر ترکیب عناصر اصلی، ترکیب عناصر کمیاب نیز در دونیت‌های جانشینی، پسمانده و کومولایی، تفاوت‌هایی نشان می‌دهند. نمونه‌های REE در این سنگ‌ها به دلیل تفاوت در خاستگاه و فرایندهای سنگ‌زایی و یا دگرنهادی گوشته، تغییرات محسوسی دارند. عناصر کمیاب در دونیت‌های جانشینی، به احتمال زیاد در اثر واکنش گدازه / سنگ و یا دگرنهادی پوسته‌ای در منطقه‌ی بالای فرورانش، تغییرات زیادی دارند [۱۶، ۱۷]. چنانکه در شکل ۱۰ آمده است فراوانی عناصر کمیاب در دونیت‌های پیوسته‌ی شمال غربی و شرق مجموعه‌ی آب بید، بیشتر به دونیت‌های پسمانده شباهت دارد، در حالی که دایک‌های دونیتی آب بید، شبیه به دونیت‌های جانشینی هستند. به این ترتیب، شواهد سنگ‌زایی، کانی-شناسی و ژئوشیمی سنگ کل، نشان می‌دهد که دونیت‌های پیوسته و بزرگ مجموعه‌ی آب بید، به احتمال زیاد محصول ذوب بخشی هارزبورژیت‌های گوشته‌ی بالایی، در یک محیط بالای فرورانش بوده و از عناصر ناسازگار تهی شده‌اند، در حالی که دایک‌های دونیتی این مجموعه، کانال‌هایی بوده‌اند که در هارزبورژیت‌ها قرار داشته و گدازه از آن طریق به سمت بالا حرکت کرده و ضمن صعود، باعث ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن و ته نشینی الیوین در این کانال‌ها شده است.

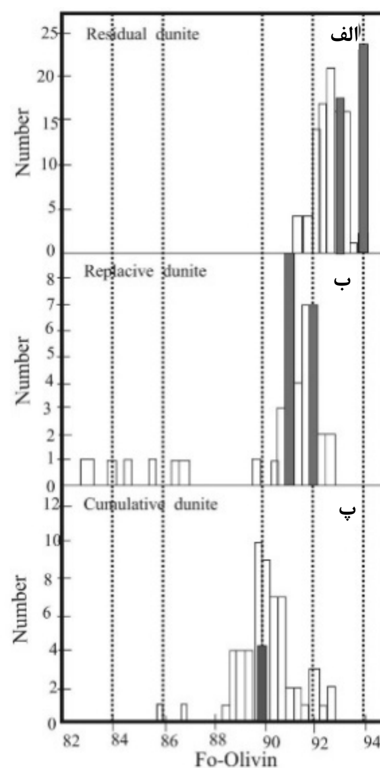
شهاب‌پور [۱۸]، آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه-حاجی آباد را جزئی از افیولیت‌های خارجی، یعنی در ادامه‌ی افیولیت‌های نیریز-کرمانشاه در نظر گرفته و آن‌ها را با فرورانش نئوتتیس وابسته می‌داند. شفاهی مقدم و همکاران [۳] نیز معتقدند که افیولیت‌های کرتاسه پایانی، که در جنوب ایران مرکزی قرار دارند، از جمله افیولیت‌های پری عربی و افیولیت‌های زاگرس

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]

(که مجموعه‌ی مورد بررسی نیز جزئی از آن‌هاست)، که از فرورانش تتیس جنوبی مشتق شده‌اند. به نظر می‌رسد که دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید، به همراه دیگر پریدوتیت‌های این مجموعه، بخشی از گوه‌ی گوشته‌ای بالای تیغه‌ی درحال فرورانش نئوتتیس را در این منطقه تشکیل می‌داده‌اند. این سنگ‌های گوشته‌ای، شکل‌گیری‌های وابسته به گوشته بالایی روی منطقه فرورانش را تحمل کرده و پس از بسته شدن نئوتتیس، به شکل آمیزه‌ی رنگین به سمت بالا حرکت کرده‌اند. بخش‌هایی از این آمیزه‌ی رنگین، به صورت توده‌های اولترامافیک سالم باقی مانده و مجموعه‌هایی همچون آب-بید را ساخته‌اند.

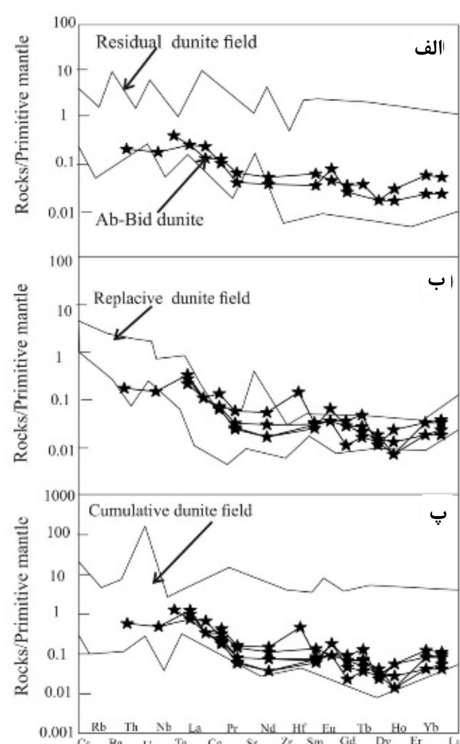


شکل ۸ ارتباط بین #Cr در اسپینل و Fo در الیوین‌های همزیست در دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید [۱۹].



شکل ۹ توزیع فراوانی مقادیر فورستریت (Fo) الیوین‌ها در دونیت‌های مجموعه‌ی آب بید با توجه به نوع دونیت‌ها. بافت نگاشت‌های روشن، فراوانی فورستریت را در الیوین‌های موجود در دونیت‌های شناخته شده دنیا و انواع خاکستری، همین فراوانی‌ها را در الیوین‌های دونیت‌های آب بید نشان می‌دهد که خاستگاه‌های: .[Residual dunites [20-25]. replacive dunites [17, 31-34].cumulative dunites [26-31

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]



شکل ۱۰ نمودارهای فراوانی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت برای پی بردن به خاستگاه دونیت‌ها. الف) دونیت‌های پسمانده، ب) دونیت‌های جانشینی، پ) دونیت‌های انباشتی. مقادیر گوشته اولیه از [۳۴] نقل شده است.

برداشت

هر چند که در مجموعه‌ی اولترامافیک آب بید، سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی را می‌توان به شکل‌های مختلف مشاهده کرد ولی دونیت‌های این مجموعه در مجموع، به دو صورت دیده می‌شوند. یکی توده‌های بزرگ و پیوسته که بیشتر در بخش‌های شمال غربی و شرق مجموعه رخنمون داشته و حاوی ذخایر کرومیتیت هستند. شیمی کانی‌ها و سنگ کل این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها به گوشته تعلق داشته و در محیطی شبیه به منطقه‌ی بالای فرورانش ایجاد شده‌اند. ترکیب کروم اسپینل‌ها و سنگ کل نشان می‌دهد که این دونیت‌ها بقایای دیرگداز حاصل از ذوب‌بخشی هارزبورژیت‌ها هستند، ولی دایک‌های دونیتی موجود در مجموعه‌ی آب بید که در مناطق مختلف مجموعه آب بید، سنگ میزبان هارزبورژیتی را قطع کرده‌اند با دونیت‌های قبلی تفاوت دارند. شیمی اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها، وابستگی آن‌ها را به گوشته و پریدوتیت‌های موجود در منطقه‌ی بالای فرورانش نشان می‌دهد، ولی همین شواهد، مبین آن است که این سنگ‌ها، بقایای کانال‌های گوشته‌ی بالایی هستند که گدازه، از طریق آن‌ها به افق‌های بالاتر راه یافته است. شواهد مختلف نشان می‌دهد که این دایک‌های دونیتی در اثر واکنش بین گدازه‌های بونینیتی با گوشته ایجاد شده‌اند، گوشته‌ی مورد نظر در آغاز ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب‌بخشی را تحمل کرده و سپس با گدازه‌های بونینیتی واکنش داده است. مقایسه‌ی این سنگ‌ها با نمونه‌های جهانی نشان می‌دهد که دایک‌های دونیتی مورد نظر، جزء دونیت‌های جانشینی هستند.

قدردانی

در اینجا جا دارد از زحمات جناب آقای دکتر محسن آروین (عضو هیئت علمی بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان) و نیز جناب آقای علی علیرضایی (دانشجوی مقطع دکتری زمین‌شناسی دانشگاه شهیدباهنر کرمان) که زحمت تجزیه‌های ریزپردازشی را بر عهده گرفته‌اند تشکر و قدردانی شود.

مراجع

[۱] نظری غ.ح.، ترابی ق.، خلیلی م.، *"بررسی شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته افیولیت لوگر (جنوب غرب کابل-افغانستان)"*، مجله علوم‌زمین، شماره پنجم (بهار)۱۳۹۰ صفحه ۱۹-۴۸.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]

Sandwich arc-basin system, South Atlantic", Contribution to Mineralogy and Petrology 139(2000) 36-53.

[14] Suhr G., *"Melt migration under oceanic ridges: Inferences from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites",* Journal of Petrology 40(1999) 575-599.

[15] Koga K.T., Kelemen P.B., Shimizu N., *"Petrogenesis of the Oman ophiolite",* Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2(2001) 2000GC000132.

[16] Bodinier J.L., Godard, M., *"Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites"*, In: Carlson, R.W. (Ed.) Treatise on Geochemistry vol 2 Elsevier (2003) pp 103–170.

[17] Piccardo G.B., Zanetti A., Müentener O., *"Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: field, textural and geochemical evidence",* Lithos 94(2007) 181–209.

[18] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, Jornal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405-417.

[19] Arai S., *"Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation",* Chemical Geology 113(1994) 191-204.

[20] Clos F., Gilio M., van Roermund H.L.M., *"Fragments of deeper parts of the hanging wall mantle preserved as orogenic peridotites in the central belt of the Seve Nappe Complex, Sweden",* Lithos 192–195(2014) 8–20.

[21] Xie Z.P., Hattori K., Wang J., *"Origins of ultramafic rocks in the Sulu ultrahighpressure terrane, eastern China",* Lithos 178 (2013) 158–170.

[22] Chen B., Suzuki K., Tian W., Jahn B.M., Ireland T., *"Geochemistry and Os–Nd–Sr isotopes of the Gaositai Alaskan-type ultramafic complex fromthe northern North China craton: implications for mantle–crust interaction",* Contributions to Mineralogy and Petrology 158(2009) 683–702.

[23] Ren Y.F., Yang J.S., Zhang Z.M., Li T.F., *"Study of the Macaokuang peridotite body from the PP6 drill hole of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) project",* Acta Geologica Sinica 81(2007) 1004–1016 (in Chinese with English abstract).

[24] Beyer E.E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., *"Transformation of Archaean lithospheric mantle by refertilization: evidence from exposed peridotites in the Western Gneiss Region,Norway"* Journal of Petrology 47(2006)1611–1636.

[2] Su B., Chen Y., Guo Sh., Liu J., *"Origins of orogenic dunites: Petrology, geochemistry, and implications",* International Association for Gondwana Research (2015) No of pages 19.

[3] Shafaii Moghadam H., Stern R. J., Chiaradia M., *"Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher- Bft ophiolite, central Iran"*, Lithos 168-169(2013) 33-47.

[4] Dilek Y., Delaloye M., *"Structure of kizilda ophiolite, a slow – spread Cretaceous ridge segment north of the Arabian promontory",* Geology 20(1992) 19-22.

[5] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., *"Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, Northwest Iran",* Journal of Asian Earth science 18(1999) 43-55.

[6] Stocklin J., *"Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia"*, Societe Geologie de la France Memoire Hors-Serve8 (1977) p 333-353.

[7] Abbate E., Bortolotti V., Principi G., *"Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust",* Ofioliti 1(1980) 59-96.

[8] عزیزیان ح.، نادری ن.، نوازی م.، پشت کوهی م.، رشیدی اچ.، *"نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ برگه دولت آباد"*، سازمان زمین شناسی ایران سری ۳۴۶ (۱۳۸۵).

[9] Dick H. J. B., Bullen T., *"Chromain spinel as a ptrogenetic indicator in abyssal and alpian – type peridotites and spacially associated lavas",* Contrib Mineral Petrol 86(1984) 54-76.

[10] Maurel C., Maurel P., *"Étude expérimentale de la distribution de láluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles",* Bulletin de Minéralogie 105(1982) 197-202.

[11] Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S., *"Na metasomatism in the island – arc mantle by slab melt – peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc"*, Journal of petrology 36(1995) 1505-1527.

[12] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD., Norry, M. J.(eds)Magmatism in the ocean Basin",* Geological Seciety of London Special publication 42(1989) 313-345.

[13] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T., *"Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South*

[25] Kubo K., *"Dunite formation processes in highly depleted peridotite: case study of the Iwanaidake peridotite, Hokkaido, Japan",* Journal of Petrology 43(2002) 423–448.

[26] Seo J., Oh C.W., Choi S.G., Rajesh V.J., *"Two ultramafic rock types in the Hongseong area, South Korea: tectonic significance for northeast Asia",* Lithos 175–176(2013) 30–39.

[27] Arai S., Ishimaru S., Mizukami T., *"Methane and propanemicro-inclusions in olivine in titanoclinohumite-bearing dunites from the Sanbagawa high-P metamorphic belt, Japan: hydrocarbon activity in a subduction zone and Timobility"*, Earth and Planetary Science Letters 353–354(2012) 1–11.

[28] Zhang R.Y., Jahn B.M., Liou J.G., Yang J.S., Chiu H.Y., Chung S.L., Li T.F., Lo C.H., *"Origin and tectonic implication of an UHPmetamorphicmafic–ultramafic complex from the Sulu UHP terrane, eastern China: evidence from petrological and geochemical studies of CCSD-Main Hole core samples",* Chemical Geology 276(2010) 69–87.

[29] Song S.G., Su L., Niu Y.L., Lai Y., Zhang L.F., *"CH4 inclusions in orogenic harzburgite: evidence for reduced slab fluids and implication for redox melting in mantle wedge",* Geochimica et Cosmochimica Acta 73(2009b) 1737–1754.

[30] Song S.G., Su L., Niu Y.L., Zhang L.F., Zhang G.B., *"Petrological and geochemical constraints on the origin of garnet peridotite in the North Qaidam ultrahigh-pressure metamorphic belt, northwestern China",* Lithos 96(2007) 243–265.

[31] Oh C.W., Seo J., Choi S.G., Rajesh V.J., Lee J.H., *"U–Pb SHRIMP zircon geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of the Neoproterozoic Baekdong ultramafic rocks in the Hongseong Collision Belt, South Korea",* Lithos 128–131(2012) 100–112.

[32] Mazzucchelli M., Rivalenti G., Brunelli D., Zanetti A., Boari E., *"Formation of highly refractory dunite by focused percolation of pyroxenite-derived melt in the Balmuccia Peridotite Massif (Italy)",* Journal of Petrology 50 (2009) 1205–1233.

[33] Ackerman L., Jelínek E., Medaris Jr., G., Ježek J., Siebel W., Strnad L., *"Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horní Bory, Bohemian Massif: insights into subduction-related melt–rock reactions",* Chemical Geology 259(2009)152–167.

[34] McDonough W.F., Sun S.S., *"The composition of the Earth",* Chemical Geology 120 (1995) 223–253.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1395.24.4.1.9]